

stenza potrà essere provata solo dal prosieguo delle ricerche, è che questi due terremoti possano essere considerati, in un certo qual modo, due grandi *foreshock* dell'evento catastrofico del 1694, illuminando - per così dire - gli estremi dell'ancor dibattuta sorgente sismogenetica di questo grande terremoto. Un caso analogo può essere considerato il terremoto del 1904 della Marsica ($M_w=5.7$), avvenuto sul *tip* nordoccidentale della struttura che nel 1915 generò il terremoto di Avezzano ($M_w=7.0$; vedi in Galadini et al., 1999). Considerando che tutti i terremoti irpini si sono originati nella crosta superiore e che solo alcune delle rispettive faglie sismogenetiche sono state sinora identificate, il contributo della sismicità minore locale - in casi come quello esposto - può rivelarsi di grande valore nell'identificazione delle strutture sismogenetiche primarie.

Bibliografia

Galadini F., Galli P. & Molin D.; 1999: Caratteristiche della sismicità della zona del Fucino (Italia centrale): implicazioni sismotettoniche, *Il Quaternario - Italian J. of Quaternary Sciences*, 11, 1-11.

Pacichelli G.B.; 1695: Lettere familiari, istoriche ed erudite. Napoli, Tomo I, p. 254.

Scandone F.; 1957: L'alta valle dell'Ofanto. Avellino, Vol. 1, p. 115 e ss.

VALUTAZIONE DI RETI SISMICHE TRAMITE SIMULAZIONE: APPLICAZIONE ALLA RETE SISMICA INGV

A. D'Alessandro^{1,2}, D. Luzio², G. D'Anna¹, G. Mangano¹, N. Messina²

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, CNT, Roma

² Università degli Studi di Palermo, CFTA, Palermo

Le reti sismiche (SN) sono potenti strumenti necessari alla comprensione dello stato dei processi tettonici in atto in una determinata regione. La possibilità di localizzare eventi di piccola e media magnitudo richiede l'esistenza di una SN adeguatamente dimensionata, costituita da un sufficiente numero di stazioni sismiche, caratterizzate da bassa rumorosità, opportunamente distribuite sul territorio. È necessario quindi, valutare le capacità di localizzazione di una SN per individuare eventuali zone sismiche, non adeguatamente coperte, sulle quali è necessario intervenire con un infittimento o un miglioramento della rete. I metodi fino ad oggi proposti in letteratura per la valutazione della performance di una SN necessitano di ampi database sismologici e di accurati modelli della

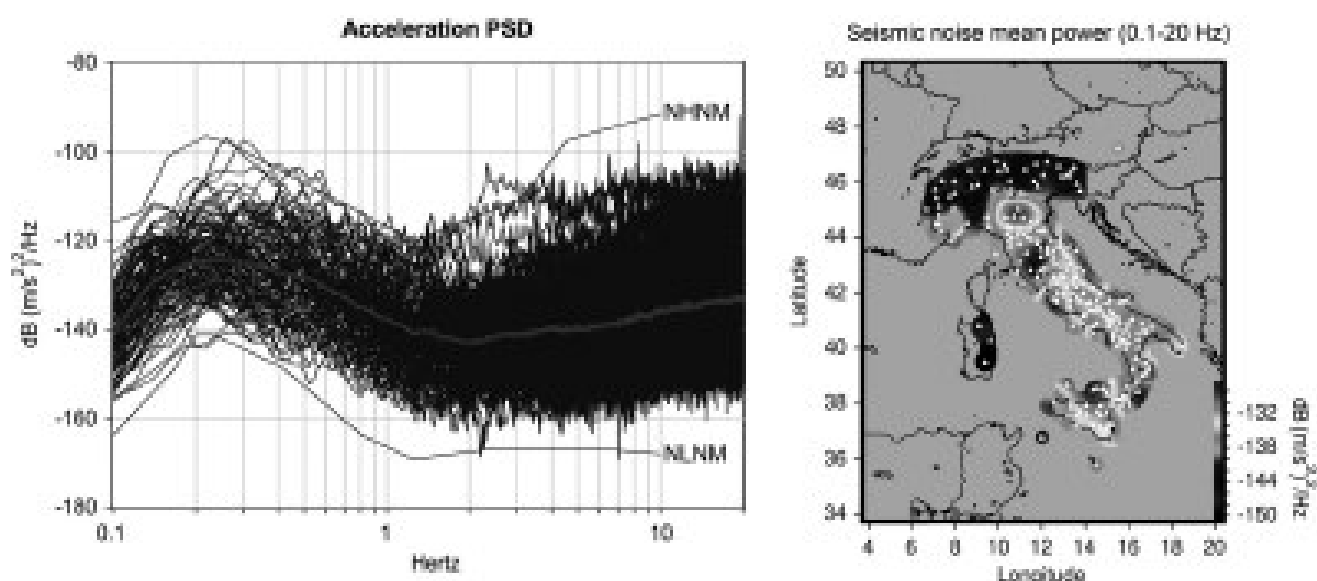


Fig. 1 - A sinistra sono riportati i PSD di accelerazione verticale medi stimati per il rumore sismico registrato dalla 248 stazioni sismiche della rete sismica nazionale analizzate; evidenziato il PSD di accelerazione medio. A destra la mappa della potenza media di accelerazione, calcolata per la componente verticale del rumore sismico nell'intervallo di frequenze 0.1-20 Hz.

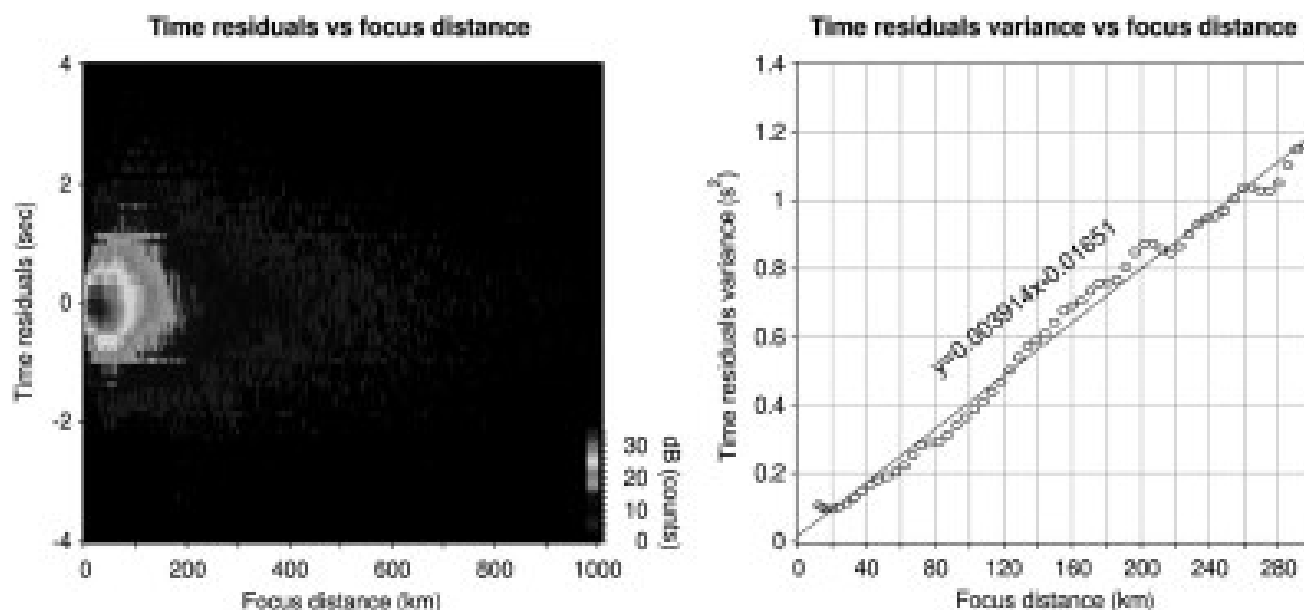


Fig. 2 - A sinistra istogramma 2D dei tempi residui in funzione della distanza ipocentrale in scala di grigi logaritmica. A i valori di varianza dei tempi residui in funzione della distanza ipocentrale e la retta di regressione con la rispettiva equazione.

distribuzione spaziale, temporale e nel dominio della magnitudo della sismicità e ancora della stazionarietà delle caratteristiche delle stazioni (Schorlemmer e Woessner, 2008; Schorlemmer et al., 2009); essi possono risultare di difficile applicazione in fase di progettazione di una nuova rete o in aree a bassa sismicità. Il limite maggiore di tali metodi è legato tuttavia al parametro stesso che essi indagano ovvero la magnitudo di completezza. Essa è definita come la magnitudo del più piccolo evento che con una certa probabilità può essere rilevato da una SN. Tali metodi non descrivono quindi la distribuzione spaziale degli errori attesi nella localizzazione ipocentrale. Questi sono funzione dell'accuratezza del modello di velocità e della geometria, densità e rumorosità delle stazioni in prossimità dell'area epicentrale. Nel presente lavoro viene proposto un metodo di analisi denominato SNES (Seismic Networks Evaluation through Simulation) per la valutazione della performance di una SN tramite simulazione numerica. Il metodo permette di costruire, in funzione della magnitudo e della profondità ipocentrale, le mappe di incertezza sulla stima dei parametri ipocentrali. Nel presente lavoro il metodo è stato applicato alla Rete Sismica Nazionale Italiana. Poiché la qualità della localizzazione è prevalentemente influenzata dai dati relativi al primo arrivo la simulazione è stata effettuata ipotizzando la determinazione del solo primo arrivo sulla componente verticale del moto. Sono state indagate le incertezze dei parametri ipocentrali per magnitudo pari a 1.5, 2, 2.5 e 3 con profondità ipocentrale fissata a 15 km. Il metodo si articola nei seguenti passi: in corrispondenza dei nodi di un reticolo regolare che ricopre l'area da indagare viene simulato un terremoto di magnitudo fissata e viene calcolato lo spettro sismico delle onde P; questo viene corretto per gli effetti di attenuazione legati alla propagazione e utilizzato per calcolare la potenza media della fase considerata in un opportuno range di frequenze. Nello stesso range di frequenze viene calcolata la potenza media del rumore sismico in ogni stazione e il corrispondente SNR (Signal to Noise Ratio). Vengono così individuate le stazioni sismiche capaci di registrare l'evento con un SNR superiore ad una soglia prefissata; queste vengono dichiarate attive nel processo di localizzazione. Per le stazioni attive rispetto all'evento simulato, tramite una relazione che lega la varianza dei tempi residui alla distanza ipocentrale, viene calcolata la matrice di covarianza dei parametri ipocentrali. Nel presente lavoro gli spettri sismici sono stati calcolati utilizzando il modello di faglia circolare di Brune (1970). Il sottosuolo è stato schematizzato tramite il modello monodimensionale di velocità utilizzato dall'INGV nelle normali routine di localizzazione costituito da due strati, omogenei ed elastici, di spessore 11 e 27 km, con velocità delle onde P di 5 e 6.5 km/s rispettiva-

mente, su un semispazio di velocità pari a 8.051 km/s. I valori di velocità delle onde S e di densità richiesti nel calcolo degli spettri sismici e del partizionamento dell'energia sono stati ricavati tramite le relazioni empiriche proposte da Broker (2005). Gli spettri sismici sono stati corretti per gli effetti dell'allargamento del fronte d'onda, del partizionamento dell'energia alle interfacce e alla superficie libera (Zoeppritz, 1919) e per gli effetti di attenuazione legati alla non perfetta elasticità e omogeneità del mezzo. Non essendo presente in letteratura una legge di attenuazione empirica valida per l'intero territorio nazionale in base alle leggi trovate da Castro et al. (2008) e da Tusa e Gresta (2008) è stata utilizzata la legge di attenuazione $Q_p = 45f^{0.92}$. In Fig. 1 sono mostrati i PSD di accelerazione verticale medi, nel range di frequenze 0.1-20 Hz, relativi alle 248 stazioni sismiche analizzate, confrontati con gli spettri di riferimento NHNM e NLNM di Peterson (1993) e la mappa della potenza media del rumore sismico. Questa è stata ricavata stimando per ogni singola stazione la potenza media dell'accelerazione sulla componente verticale nell'intervallo di frequenza 0.1-20 Hz e applicando il metodo della distanza inversa per la regolarizzazione della griglia dei dati. Nella mappa di fig. 1 è possibile osservare una notevole variabilità della potenza del noise da attribuire a cause geologiche e ambientale di scala regionale. Poiché nel processo di localizzazione ipocentrale vengono generalmente apportate le correzioni per i residui medi di stazione al fine di ridurre errori sistematici, si può affermare che le incertezze sulla stima dei parametri ipocentrali dipendono prevalentemente dalla varianza dei residui temporali. La relazione che lega la varianza dei residui alla distanza ipocentrale è stata determinata utilizzando i dati raccolti dalla rete su tutto il territorio nazionale. Sono state utilizzate le fasi P relative agli eventi sismici avvenuti tra il 2005 e il 2009, per creare un database di tempi residui costituito da oltre 300.000 coppie tempo residuo-distanza ipocentrale. Questi dati sono stati utilizzati per costruire l'istogramma 2D in scala di grigi di Fig. 2. Per ogni classe di distanza è stata calcolata la varianza dei tempi residui fino ad una distanza ipo-

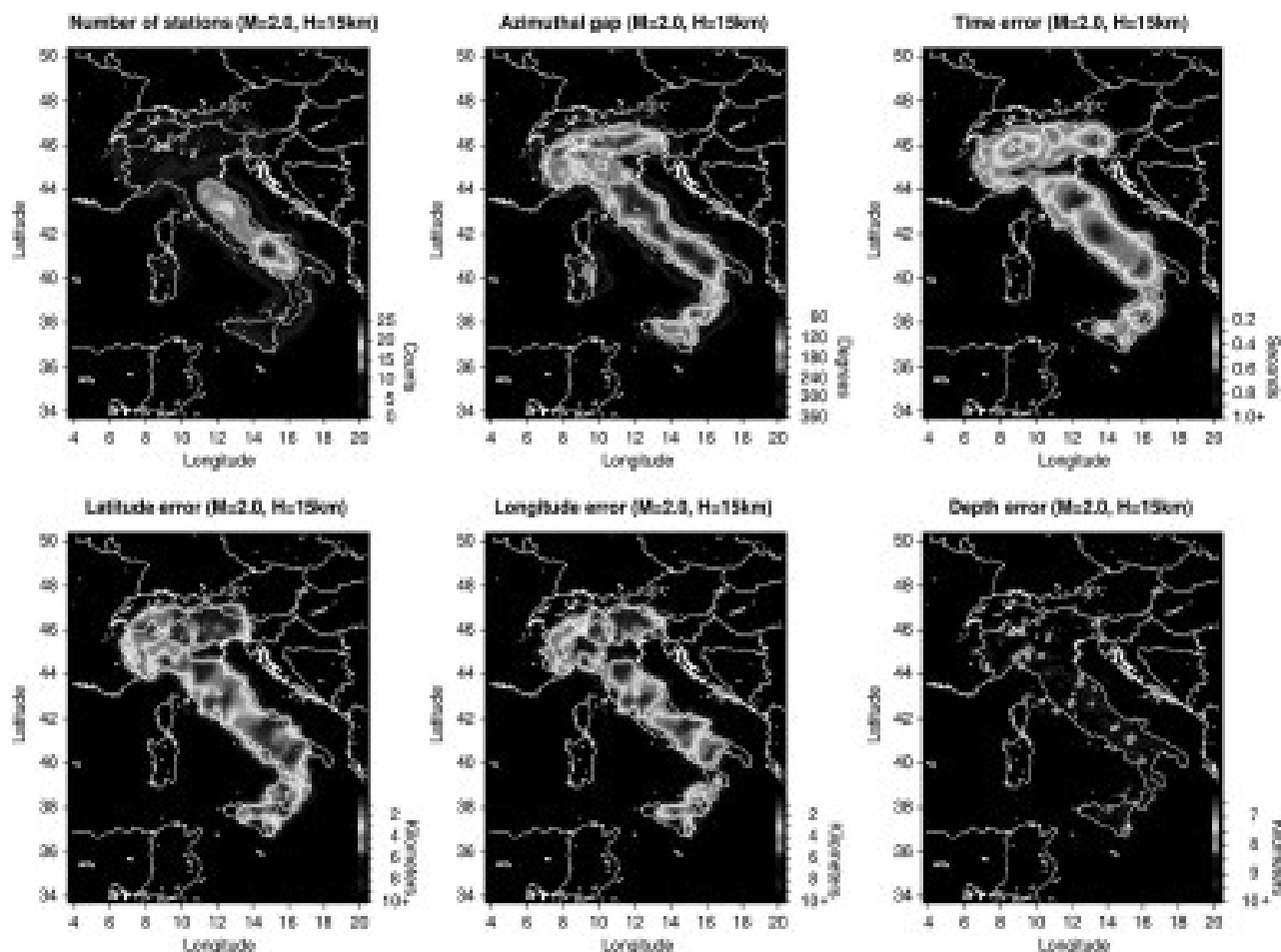


Fig. 3 – Mappa SNES per magnitudo 2 e profondità ipocentrale 15 km.

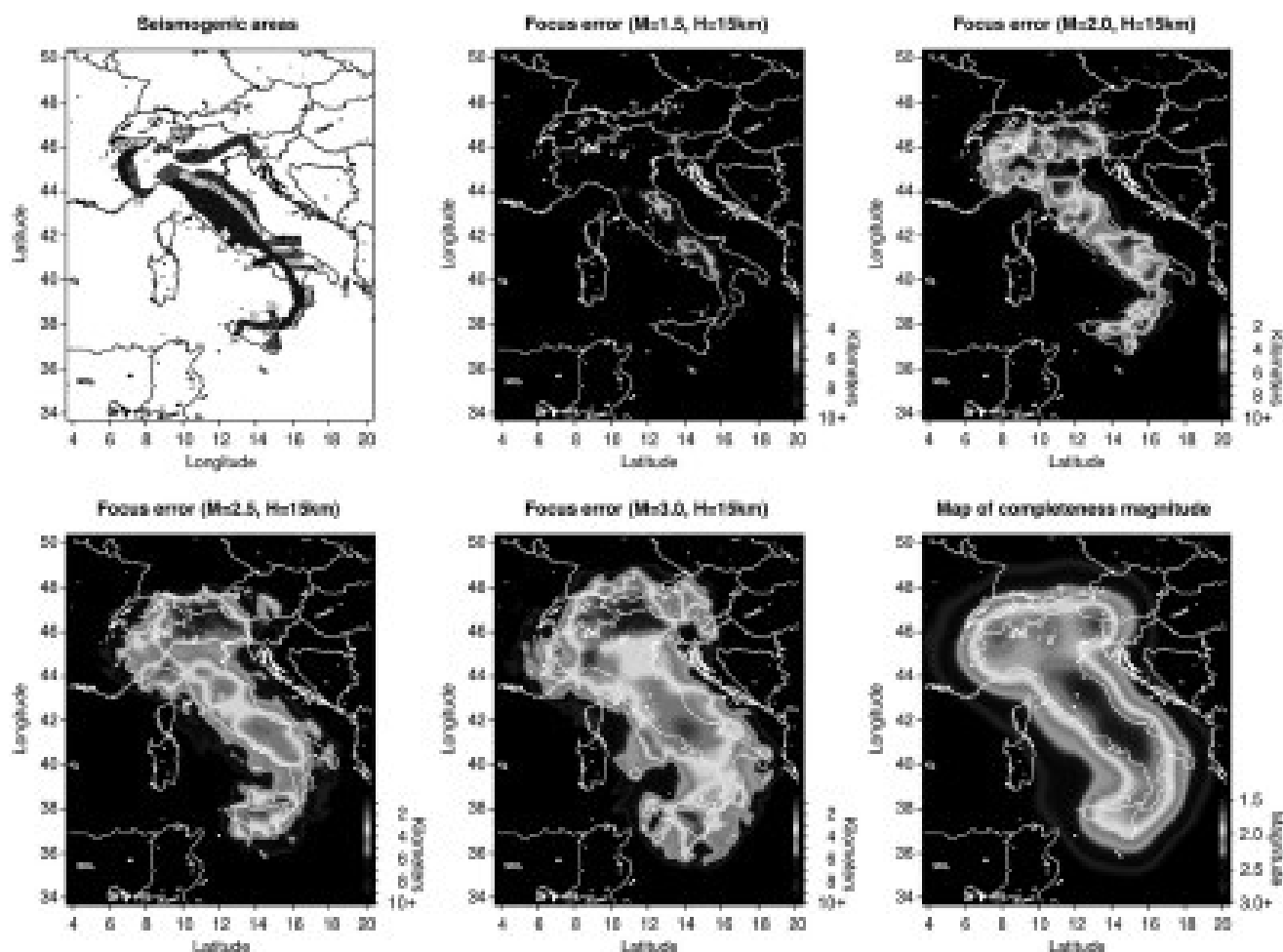


Fig. 4 - Mappe SNES per magnitudo 1.5, 2, 2.5 e 3 e profondità ipocentrale di 15 km in termini di RES al 95%. In alto a sinistra le aree sismogenetiche della ZS9, in basso a destra la mappa di magnitudo di completezza.

centrale massima di 300 km, oltre la quale la scarsità di dati non rendeva la stima statisticamente significativa. I dati di varianza così stimati sono stati fittati con la retta di Fig. 2. In Fig. 3 è riportata la mappa SNES costruita per magnitudo 2 e profondità ipocentrale 15 km. La mappa risulta suddivisa in 6 sottomappe che riportano rispettivamente il numero di stazioni attive, il relativo gap azimutale, l'errore sulla stima del tempo origine, della latitudine, della longitudine e della profondità ipocentrale con una probabilità del 95%. La Fig. 4 riporta invece le zone sismogenetiche presenti sul territorio italiano, ridisegnate dal catalogo ZS9 (Meletti e Valensise, 2004) le mappe dell'errore sulla stima dell'ipocentro e la mappa di completezza della magnitudo. Le mappe dell'errore medio sulla stima dell'ipocentro sono state calcolate come il raggio della sfera equivalente dell'ellissoide di confidenza al 95% (Radius of Equivalent Sphere, RES). La mappa di completezza è stata ottenuta considerando localizzati eventi che attivavano almeno 4 stazioni sismiche. Le zone sismogenetiche dell'Arco Alpino risultano ben coperte già per magnitudo maggiori uguali a 2. Tuttavia l'arco Alpino Orientale risulta meglio coperto rispetto alla zona occidentale mostrando un RES, che per $M=2$, è mediamente inferiore a 3 km. Buona parte della zona padana risulta invece scoperta per eventi di piccola magnitudo, probabilmente in seguito all'elevata rumorosità. Le zone sismogenetiche dell'Appennino risultano interamente coperte per magnitudo pari a 2 mostrando tuttavia un RES molto variabile compreso tra 1 e 9 km, con i valori più alti in prossimità delle zone sismicamente più rumorose. Le zone sismogenetiche dell'Arco Calabro e della Sicilia risultano solo parzialmente coperte per magnitudo pari a 2. Solamente le zone messinese e iblea presentano RES inferiori a 3 km. Tale metodo è stato inoltre applicato al fine di valutare il miglioramento nelle performance di localizzazione della Rete Sismica Nazionale a seguito della deposizione di tre OBS/H

(Ocean Bottom Seismometer with Hydrophone) nello Ionio Meridionale nell'ambito del progetto NERIES (D'Alessandro et al., 2009).

Bibliografia

- Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, n 6, 2081-2092.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Castro, R.R., Massa, M., Augliera, P., Pacor, F., 2008. Body-wave Attenuation in the Region of Garda, Italy, *Pure and Applied Geophysics*, 165, 7, 1351-1366.
- D'Alessandro A., D'Anna G., Mangano, G., Panepinto, S., Luzio, D., 2009, Sismicità dell'area Ionica: un'immagine ottenuta da dati OBS (NERIES, NA6), Riassunti estesi delle comunicazioni, NGGTS, 16-19 Novembre 2009, Trieste, vol. 28°.
- Peterson, J., 1993. Observation and Modeling of Background Seismic Noise: U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., Albuquerque, pp. 93-322.
- Schorlemmer, D., and Woessner, J., 2008. Probability of Detecting an Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, n 5, 2103-2117.
- Schorlemmer, D., Mele, F., Marzocchi, W., 2009. A Completeness Analysis of the National Seismic Network of Italy, *J. Of Geoph. Res.*, in press.
- Tusa, G. and Gresta, S., 2008. Frequency-Dependent Attenuation of P Waves and Estimation of Earthquake Source Parameters in Southeastern Sicily, Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98; n 6; 2772-2794.

SISMICITÀ DELL'AREA IONICA: UN'IMMAGINE OTTENUTA DA DATI OBS (NERIES, NA6)

A. D'Alessandro^{1,2}, G. D'Anna¹, G. Mangano¹, S. Panepinto², D. Luzio²

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, CNT, Roma

² Università degli Studi di Palermo, CFTA, Palermo

Per meglio comprendere e monitorare i processi sismo-tettonici in atto nell'area Euro-Mediterranea, negli ultimi decenni si è assistito allo sviluppo in quest'area di oltre un centinaio di reti di monitoraggio sismico a terra. Tuttavia il monitoraggio sismico della regione Euro-Mediterranea tramite sole stazioni a terra è di difficile attuazione; numerosi sono infatti gli eventi sismici con epicentro in mare. L'effetto dell'insufficiente copertura in molte aree prevalentemente offshore delle reti sismiche produce un'immagine della sismicità Mediterranea incompleta e distorta. Uno degli obiettivi del progetto NERIES, attività NA6, è l'estensione offshore delle reti sismiche tramite l'impiego di OBS (Ocean Bottom Seismometer). Nel 2007, all'interno del suddetto progetto, l'OBS Lab (CNT, INGV) ha deposto tre OBS in prossimità di uno dei tre siti chiave proposti da ESONET (European Sea Floor Observatory Network) nello Ionio Meridionale (D'Anna et al., 2008a, 2008b, 2008c, 2008d). Lo Ionio Meridionale e le aree limotrofe, sismicamente molto attive sono attualmente soggette ad una rapida deformazione; i diversi modelli geodinamici del Mediterraneo propongono per la crosta ionica una probabile origine oceanica (Catalano et al., 2001; Finetti e Del Ben, 2005). L'attività sismica, perlopiù superficiale, è in gran parte localizzata lungo gli archi Ellenico, Egeo e Calabro, la Sicilia orientale e la scarpata Ibleo-Maltese. La distribuzione della sismicità e l'evoluzione geodinamica dell'area ionica sono in gran parte determinati dalla convergenza della placca Africana e Euroasiatica (Finetti e Del Ben, 2005).

La prima campagna OBS ha permesso di raccogliere dati sismologici per oltre 9 mesi da tre diversi OBS; la seconda conclusasi nel febbraio 2009 ha aggiunto al database sismologico della stazione OBS A3 ulteriori 10 mesi di registrazione in continuo. Durante le 2 campagne l'array di OBS ha registrato oltre 1000 eventi, di cui circa 200 telesismi, 800 eventi regionali e oltre 200 eventi non localizzati da stazioni a terra. In Fig. 1 sono riportati i segnali di velocità e di pressione registrati dalla stazione OBS A3, di un evento telesismico di magnitudo pari a 7.2 con epicentro nella regione dello Xinjiang-Xizang. In una fase preliminare si è voluto valutare l'effetto di queste stazioni sulle performance di localizzazione della Rete Sismica Nazionale applicando il metodo SNES (Seismic Network Evaluation through Simulation, D'Alessandro et al., 2009). Per il calcolo delle